



Hidrogeología del Karst de Pico Frentes (Cordillera Ibérica, España)

Hydrogeology of Pico Frentes Karst system (Iberian range, Spain)

P. Rosas, E. Sanz, I. Menéndez-Pidal

Laboratorio de Geología Aplicada. Dpto. de Ingeniería y Morfología del Terreno. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. C/ Profesor Aranguren s/n. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. España. Email: esanz@caminos.upm.es

RESUMEN

El sistema kárstico de Pico Frentes se ha desarrollado a favor de un conjunto calcáreo del Cretácico Superior cuya geometría plegada muy bien definida ha condicionado que los acuíferos se sitúen principalmente en tres sinclinales hidráulicamente conectados, con una capacidad de reservas subterráneas de entre 5 y 7 hm³. La recarga en este acuífero libre y en penillanura es autógena y difusa. El flujo subterráneo va dirigido a gran escala por el fondo de los sinclinales y a pequeña escala mediante corrientes subterráneas hacia los manantiales de Fuentetoba (210 l/s) y nacimiento del río Mazos (50 l/s), surgiendo en aguas altas otras descargas menores. El análisis de los hidrogramas de estos manantiales indica un sistema de régimen muy variable y poco poder de regulación natural, característica de un acuífero típicamente kárstico, con gran capacidad de renovación y poco tiempo de residencia.

Gracias a la simulación de los hidrogramas de estas surgencias mediante un modelo matemático de precipitación –escorrentía, se ha cuantificado de manera detallada el balance hidráulico medio para una serie de 20 años: aportación pluviométrica 16,86 hm³ (100%), recarga natural 8,35 hm³ (49,53%), EVT 8,50 hm³ (50,41%), bombeo de agua subterránea 0,01hm³ (0,06%), escorrentía superficial 0 hm³, transferencias subterráneas a otros acuíferos 0 hm³.

Palabras clave: Hidrogeología kárstica; Hidrodinámica; Balance hidráulico; Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The karst system of Pico Frentes has developed within an Upper Cretaceous calcareous series whose well-defined folded geometry determines that its aquifer reserves are held mainly in three hydraulically-connected synclines, with a groundwater capacity of between 5 and 7 hm³. The recharge to this unconfined peneplain aquifer is autogenous and diffuse. On a large scale, groundwater flow is directed by the base of the synclines, while on a small scale, it flows along groundwater conduits towards the Fuentetoba Spring (210 l/s) and source of the River Mazos (50 l/s), following a highly variable flow regime of low inertia, with other smaller discharges emanating during periods of high water. Analysis of hydrographs of these springs indicates a very variable rate system and little power regulating natural, characteristic of a typical karstic aquifer, with great capacity for renewal and low residence time.

Recibido el 8 de mayo de 2015 / Aceptado el 18 de diciembre de 2015 / Publicado online el 18 de abril de 2016

Citation / Cómo citar este artículo: Rosas, P. Sanz, E & Menéndez-Pidal, I. (2016). Hidrogeología del Karst de Pico Frentes (Cordillera Ibérica, España). Estudios Geológicos 72(1): e047. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42132.375>.

Copyright: © 2016 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non Commercial (by-nc) Spain 3.0 License.

Using hydrogram simulations of these upwellings using a mathematical rainfall-runoff model, a detailed quantification of the average water balance was made for a twenty-year time series. This water balance consists of 16,86 hm³ rainfall (100%); natural recharge, 8,35 hm³ (49,53%); EVT 8,50 hm³ (50,41%); pumped groundwater abstractions, 0,01hm³ (0,06%); surface runoff, 0 hm³, groundwater transfers to other aquifer, 0 hm³.

Keywords: Karstic Hydrogeology; Aquifer hydrodynamic; Hydraulic balance; Iberian Range.

Introducción y objetivos

La Sierra de Cabrejas y su geomorfología kárstica forma parte de un espacio natural de ámbito europeo, Lugar de Interés Comunitario (LIC) denominado “Sabinars de la Sierra de Cabrejas”. Constituye también un gran acuífero kárstico de unos 153 km² que drena principalmente por el manantial de la Fuentona en su extremo suroccidental, de 1000 l/s

de caudal medio. Por el extremo oriental drena a través del manantial de Fuentetoba, que tiene aproximadamente 26 km² de cuenca de alimentación, y que es objeto de este estudio (Figura 1). Debido a la singular belleza del manantial de la Fuentona, y a la del paisaje geológico y botánico del entorno, ha sido declarado Monumento Natural, siendo un atractivo turístico importante, con unos 100.000 visitantes al año. La extracción de agua subterránea en

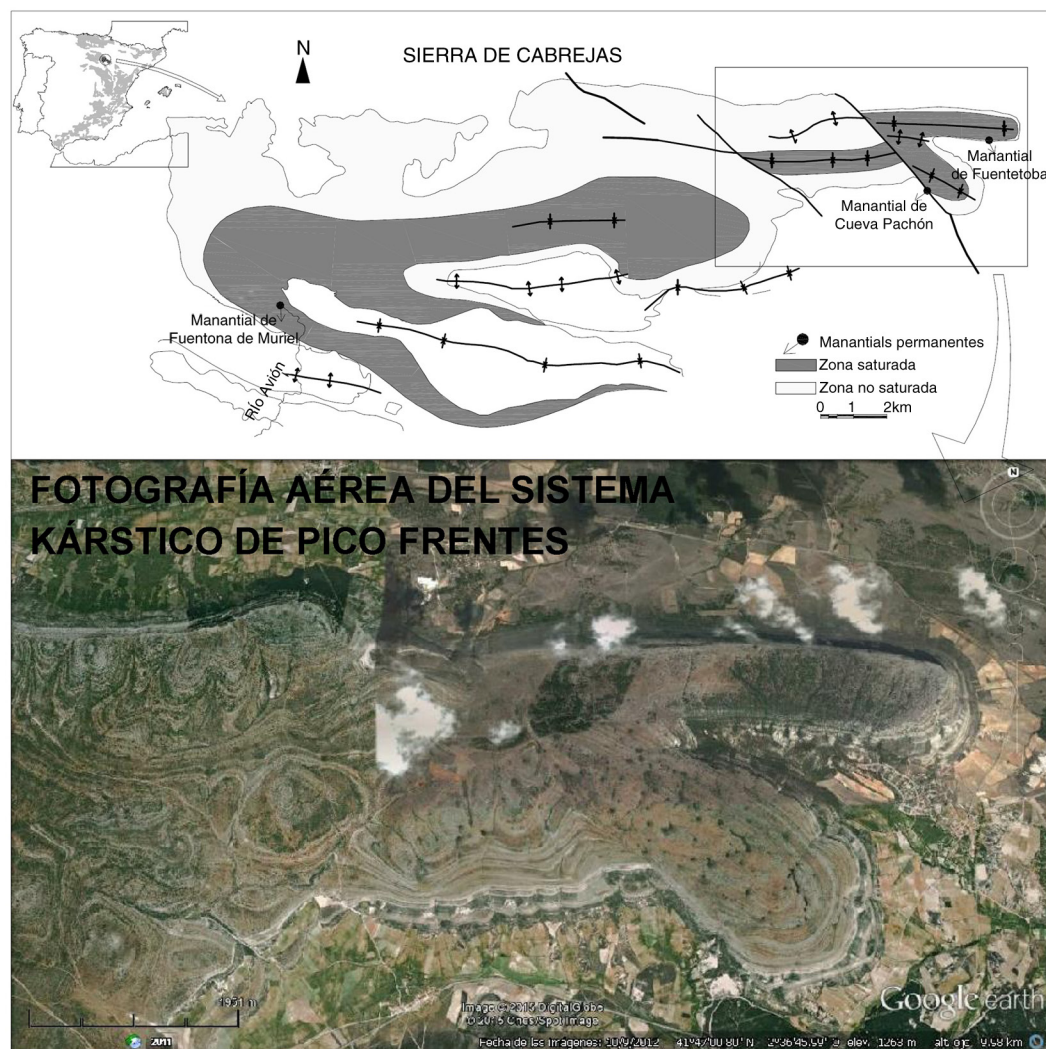


Figura 1.—Situación de la zona de estudio (Foto: Google, DigitalGlobe).

este acuífero para el riego de la principal explotación de trufas del Mundo se compatibiliza con la conservación del caudal de la surgencia en la mayor parte del año. Efectivamente, el bombeo está programado para que se realice en épocas de aguas altas, en las crecidas del manantial, por lo que la afección a sus caudales apenas se nota. El agua bombeada se almacena en grandes balsas para utilizarlas en época de riego. Este sistema de explotación constituye un ejemplo de gestión sostenible de un acuífero kárstico (Pérez & Sanz, 2010). Este aparato kárstico guarda una gran similitud con el de Fuentetoba, ya que en realidad es su continuación hacia el Oeste. En el estudio que se hizo se destaca la gran irregularidad de los caudales de la Fuentona, y la alta velocidad de flujo comprobada con trazadores (por encima de 3.000 m/día en aguas altas) (Pérez & Sanz, 2010).

El manantial de Fuentetoba pensó captarse para el abastecimiento a la capital de Soria en el siglo pasado, pero después de un reconocimiento hidrológico preliminar se comprobó que tenía un caudal insuficiente. De los trabajos de Sáenz (1935, 1955) se identifica por primera vez el carácter de embalse kárstico de Pico Frentes y se expone un estudio hidrológico preliminar realizado en 1935 en donde se afora durante un año el manantial de Fuentetoba, comprobándose su gran variabilidad de caudales. En estas mismas publicaciones se hace historia de las prospecciones de fines de 1936 y comienzo de 1937, con galerías y pozos cegados hoy por abandono. Actualmente sirve de abastecimiento a una pequeña población y varias urbanizaciones, pero puede presentar el interés de ampliarlo para el abastecimiento parcial pero estratégico de agua de buena calidad a la capital de Soria, dada su proximidad a la misma. Constituye así mismo un bello manantial que surge colgado a media ladera a la cota 1.142 m, cayendo en forma de cascada de 20 m desde las masas de tobas asociadas a la fuente, dando lugar al origen del río Golmayo. Junto al manantial hay un santuario románico (La Mongía, del siglo XI, construido con piedra de sillería de toba), lo que configura un paraje de alto valor patrimonial, científico y natural.

Como se sabe, en la primera fase de los estudios sobre los acuíferos en general, y en los kársticos en particular, se intenta identificar los acuíferos y la evaluación de sus recursos (Bayo, 1983; Antigüedad, 1989). En este último aspecto, es importante la modelización del sistema kárstico en un periodo suficiente

de tiempo a fin de poder establecer un balance hidráulico lo más ajustado posible. En hidrogeología kárstica, y cuando la única información disponible son los hidrogramas de los manantiales, los modelos matemáticos de depósitos o de precipitación-escurrentía pueden ser una herramienta útil para reconstruir series históricas de caudales (Pulido, 2014). Entre los modelos existentes (MERO, BEMER, TRIDEP), se ha aplicado en este trabajo el modelo CREC (Guilbot, 1975), ya que ha dado buenos resultados en acuíferos kársticos cercanos (Sanz, 1996a y 1996b).

Una segunda fase en los estudios de acuíferos kársticos se refiere al conocimiento previo del funcionamiento hidrodinámico del sistema en régimen natural, donde se intentara zonificar los flujos, cuantificar los tiempos de tránsito, tiempos de renovación, estimación de reservas, etc. Dado que el karst es heterogéneo y anisótropo, las investigaciones hidrogeológicas de carácter hidrodinámico se deben hacer en muchos casos con el análisis de las respuestas naturales de los manantiales, sobre todo cuando la principal fuente de información son los hidrogramas de los mismos (White, 1988; Bakalowicz, 2005; Ford & Williams, 2007; Goldscheider & Drew, 2007). Existen diversas metodologías que se basan en el análisis de las curvas de agotamiento (Mangin, 1970, 1975), análisis correlatorio y espectral, curvas de caudales clasificados como expresión de la regularidad-irregularidad del drenaje de los caudales (Padilla, 1990), aplicación de la transformada de *wavelet*, a lo que hay que añadir la aportación de la hidroquímica convencional e isótopos, etc; en Jiménez (2010) por ejemplo, se aplican estas series de técnicas de análisis hidrodinámico de diversos manantiales kársticos de Andalucía.

Por otro lado, el estudio del karst es esencial, entre otras cosas, para estimar, planificar y gestionar de manera adecuada los recursos hidráulicos, como es el caso de los manantiales kársticos que sirven de abastecimiento (Kresic & Stevanovic, 2010), como podría ser el de Fuentetoba si se amplían sus expectativas de abastecimiento por ejemplo, y la importancia de iniciar los estudios de su caracterización, gestión y protección. Se han observado cambios en el caudal de los manantiales debidos a los efectos de las variaciones climáticas y de las actividades humanas, tal como se cita por ejemplo en Healy et al. (2007). Por otro lado, la

vulnerabilidad de los acuíferos kársticos a la contaminación pueden limitar mucho su uso (Kresic, 2009, 2010) y, consecuentemente requieren una especial protección (Panno, 2006). Existen una variedad de técnicas para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos, como la propuesta de la European COST Actions 620 (Zwahlen, 2004), por ejemplo. Pero en todos los casos es necesario un conocimiento bueno de las condiciones locales, ya que el karst se presenta en contextos geológicos diferentes, con condiciones de almacenamiento y flujo distintas.

El sistema kárstico de Pico Frentes constituye también un buen ejemplo de acuífero kárstico no confinado y geoméricamente bien delimitado, donde ha existido la posibilidad y oportunidad de hacer observaciones directas en los conductos activos y abandonados de la zona no saturada, es decir, en el interior de cuevas con corrientes de agua mediante espeleología convencional y espeleobuceo. Y también se ha accedido a un importante conducto activo penetrable sumergido de la zona saturada mediante espeleobuceo. Aparte de su potencial espeleológico y científico, la cartografía de estas galerías sumergidas puede ser esenciales para diseñar las estructuras de captación para una futura regulación del manantial, tal como se ha hecho en otros manantiales dotados de sifones (Jevtic *et al.*, 2005; Potier, 2005).

Este trabajo de investigación pretende los siguientes objetivos concretos:

- Delimitación del acuífero kárstico y diferenciación de flujos, con el planteamiento de un modelo conceptual general de funcionamiento hidrogeológico para el conjunto del sistema.
- Caracterizar el funcionamiento e hidrodinámica del acuífero y sus procesos de recarga y descarga.
- Establecimiento de un balance hídrico ayudado de un modelo matemático de precipitación-escurrimiento.
- Estimación de las reservas y tiempo de renovación del agua subterránea, considerando la capacidad reguladora del sistema.

Metodología

Los acuíferos kársticos tienen una complejidad y características únicas que las diferencian de otros tipos de acuíferos y su investigación por los métodos

clásicos de hidrogeología pueden no ser apropiados o insuficientes (Bakalowicz, 2005), por lo que se requieren técnicas específicas para su estudio y exploración (White, 2002, 2003; Ford & Williams, 2007; Goldscheider & Andreo, 2007).

En el caso concreto del acuífero de Pico Frentes, la escasez de sondeos (solo existe uno en todo el acuífero) limita mucho algunos aspectos para el conocimiento hidrogeológico, como es la elaboración de mapas de isopiezas, conocimiento de los parámetros hidrogeológicos, etc. Sin embargo, los resultados de las exploraciones espeleológicas y la posibilidad de cuantificar el caudal de los manantiales, ha permitido un conocimiento suficiente del karst. Así, y según las características específicas de este lugar, y a los recursos de información disponibles, se ha aplicado y combinado los siguientes métodos de estudio:

Identificación de los niveles hidroestratigráficos y delimitación del sistema kárstico mediante cartografía geológica a escala 1/25.000. Caracterización de la estructura y geometría en profundidad de los acuíferos kársticos con la elaboración de un mapa de contornos estructurales de la formación permeable utilizando registros estratigráficos, mapas geológicos y aprovechando los datos de antiguas campañas geofísicas de prospección hidrogeológica y de hidrocarburos en la zona. En el caso concreto de este sistema, donde los contactos geológicos de la base impermeable de todo el contorno acuífero afloran en las laderas, la técnica de planos acotados ha resultado ser la más útil, empleándose la información geofísica de apoyo y comprobación. Ello nos ha permitido conocer las reservas permanentes de aguas subterráneas.

Métodos hidrogeológicos para la caracterización del funcionamiento hidrogeológico que ha consistido: Inventario de todos los puntos de agua dentro del sistema, y de la zona de alrededor del acuífero por si hubiera otras salidas en las facies Utrillas a través de fracturas, realización de una prueba con trazadores de carácter semicuantitativo (mediante fluocaptadores) para poder delimitar la divisoria de agua subterránea de este acuífero con el de la Fuentona de Muriel (Entre otros se citan: Käss, 1998; Geyer *et al.*, 2007; Benischke *et al.*, 2007; Perrin & Luetscher, 2008; Goldscheider *et al.*, 2008; Segovia *et al.*, 2011). Se han cuantificado las salidas del sistema a través de

los dos manantiales más importantes que drenan el sistema, en los que se ha instalado una red de control de caudales en los años 2011 y 2012. Las estaciones de aforos se instalaron aguas abajo de los manantiales de Fuentetoba y del nacimiento del río Mazos (unos 100 m aguas abajo), aprovechando las secciones bien definidas de cemento de las soleras y estructuras de dos pequeños puentes, y en los que se instalaron sendas regletas para lectura diaria de las alturas de calado. La curva de gastos de las estaciones de aforo se estableció mediante aforos directos hechos con micromolinetes en diversas situaciones hidrológicas.

Aparte de estos dos manantiales, hay dos rebosaderos o trop-pleins situado uno a varios kilómetros de Fuentetoba (Las Fuentes de Villaciervos), y otro más pequeño localizado a unos 2 km (Fuente Romana). Como se verá, la aportación hídrica de ambos apenas supone algo más del 1% de las salidas del acuífero, pero se han considerado a efectos de ser rigurosos, y también por si tuvo más importancia en climas pasados, con condiciones de precipitación y temperatura distintas. Para ello se ha utilizado la curva de caudales clasificados, como se verá.

Se ha hecho una aproximación al estudio cuantitativo del hidrograma del manantial de Fuentetoba, con el análisis de las curvas de agotamiento (Mangin, 1970, 1975), y la curva de caudales clasificados.

Se ha aplicado un modelo de precipitación-escurrentía (Guilbot, 1975) a los dos años de aforos medidos, y se ha reconstruido después la serie histórica de los últimos 20 años para cuantificar todos los elementos del balance hidráulico. Se ha contado para ello de la serie de precipitaciones y temperaturas de la cercana estación completa de Soria- capital perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología, situada a menos de 8 km de distancia, así como de otras estaciones del entorno al sistema acuífero.

A parte de recopilar de información espeleológica de la zona, se ha prospectado y descubierto nuevas cavidades que han sido exploradas a lo largo de tres años. Hay una metodología menos convencional, como ha sido la exploración directa mediante espeleobuceo y espeleología de los conductos que se encuentran actualmente en funcionamiento, tanto en la zona de fluctuación del nivel freático como en

la zona saturada. Ello nos hará comprender mejor el funcionamiento hídrico del medio kárstico y algunas particularidades de este sistema.

Zona de estudio

Climatología y vegetación

Actualmente, el clima de esta zona es de tipo mediterráneo con un invierno relativamente frío, y una precipitación media anual en este sector de la sierra de Cabrejas de 574 mm con un máximo en primavera; la distribución espacial de las precipitaciones en esta meseta son muy uniformes, y en invierno no son raras las precipitaciones en forma de nieve. Las duras condiciones climáticas continentales de la zona, la pobreza de suelos no aptos para el cultivo, y la gran capacidad de infiltración y poca retención del agua por la existencia del karst que da a la meseta una acusada aridez, ha hecho conservar sin embargo los bosques más extensos de Europa de sabina alvar (*Juniperus thurifera*), uno de los árboles más resistentes a estas condiciones, y que es capaz de soportar fríos muy intensos, fuertes calores estivales y sequías prolongadas. De hecho es una especie “comodín” ya que ocupa los espacios donde otros árboles no pueden subsistir. En ocasiones comparten territorio con encinas (*Quercus ilex subs.*) y otras especies arbóreas menos representativas, tal como ocurre en el Pico Frentes, donde la abundancia de encinas hizo que uno de las actividades importantes en el Medioevo y edad moderna fuera la fabricación de carbón vegetal de encina, y que uno de los pueblos medievales se llamara y se llame Carbonera. Estas condiciones de pedregosidad del suelo no ha permitido el desarrollo de otras actividades que el pastoreo de ganado ovino, y en el pasado del caprino perfectamente acoplado a la estructura de bosque abierto del sabinar donde quedan grandes superficies de tomillar-pradera para pasto.

Contexto geológico: Estratigrafía y estructuras tectónicas

Dentro del sector noroeste de la Cordillera Ibérica, se encuentra la Sierra de Cabrejas, una alineación constituida mayoritariamente por materiales calcáreos de edad cretácica.

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales más antiguos de la zona pertenecen al Grupo Urbión de la facies Weald, que está constituido por conglomerados, gravas, arenas, limonitas y arcillas moradas y que en conjunto pueden tener un espesor superior a 200 m. Encima se sitúa la Facies Utrillas, formada por 150 m de depósitos terrígenos silíceos con matriz caolinífera de color blanco (Rodríguez *et al.*, 2010), los cuales presentan abundantes impregnaciones de asfaltos naturales que se explotaron en Fuentetoba durante el siglo XIX. Sobre ellos se disponen las margas fosilíferas del Cenomanense y Turonense. Concordante con el Turonense se apoyan 100 m de calizas nodulosas coniacienses que, junto con las calizas masivas micríticas santonienses-campanienses de 120 m de espesor (IGME, 1980, 1982 y Navarro, 1991), resaltan morfológicamente en el relieve, dando lugar a los escarpes del borde norte de la Sierra (Pico Frentes, por ejemplo) y a los cantiles de los cañones de la región, como el Cañón del río Lobos, por ejemplo (Sanz, 1996a). Encima, y en concordancia con las anteriores formaciones geológicas, se encuentra la facies Garumnense, ya en transición al Terciario. En discordancia sobre los

demás sedimentos descritos, se disponen los materiales arcillosos paleógenos, las calizas lacustres miocenas (estas dos últimas formaciones geológicas se hallan fuera de la zona de estudio) y un Cuaternario que, en general, adquiere poco desarrollo.

Estructuralmente, los plegamientos alpinos siguen las direcciones este-oeste. Destaca la presencia de un gran sinclinal asimétrico, con flanco septentrional de buzamiento suave y más desarrollado que el flanco del sur (sinclinal de Villaciervos), seguido al noreste por un pequeño anticlinal. Ésta sucesión de pliegues se halla desplazada por la falla de Ocenilla, falla de salto en dirección dextrosa con un desplazamiento horizontal de 1.500 m, aunque tiene también, deducido por la técnica de planos acotados, un salto vertical de 40 m, y donde el bloque hundido es el este. Una vez pasada la Falla de Ocenilla, y de norte a sur aparecen tres pliegues: el sinclinal de Pico Frentes, un anticlinal de flancos agudos, y el sinclinal de la Sierra de La Llana y Alto de Peña Cruz, por cuyo borde meridional surge el manantial de Cueva Pachón (Figura 2), mientras que el manantial de Fuentetoba surge en el extremo del borde meridional del sinclinal del norte.

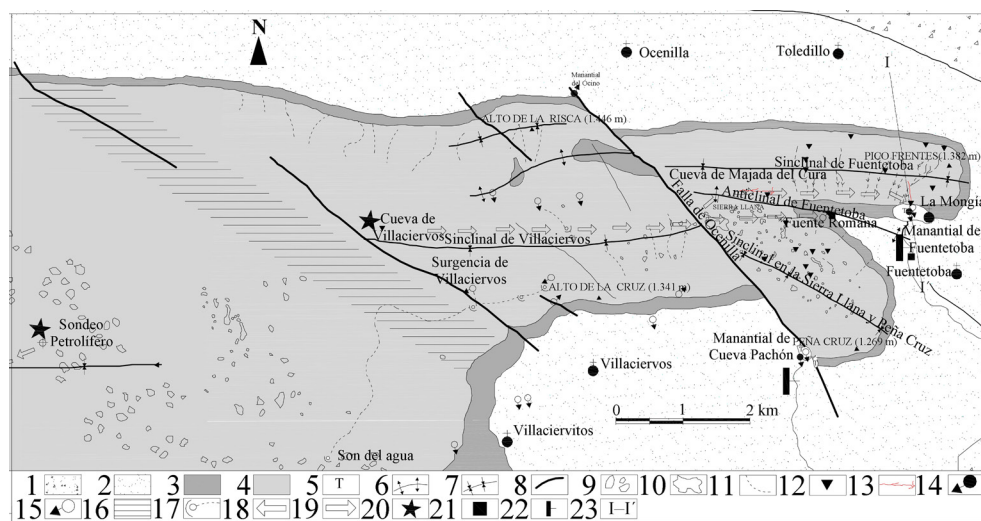


Figura 2.—Esquema hidrológico e hidrogeológico del sistema kárstico de Pico Frentes.

Geología: 1. Facies Weald (arenas y gravas). 2. Facies Utrillas (arenas). 3. Margas (Cenomanense-Turonense). 4. Calizas (Coniaciense – Santoniense – Campaniense). 5. Tobas calcáreas. 6. Anticlinales. 7. Sinclinales. 8. Fallas. 9. Dolinas. 10. Uvalas. 11. Vaguadas secas. 12. Simas. 13. Red de cuevas de la Majada del Cura. Hidrología e hidrogeología: 14. Manantiales. 15. Descargas periódicas. 16. Barrera hidrogeológica central relativa. 17. Sumideros. 18. Conexiones de agua subterránea probadas con trazadores en anteriores trabajos. 19. Conexiones de agua subterráneas probadas en este trabajo. 20. Cueva de Villaciervos (Punto de inyecciones con trazadores en Enero 2013). 21. Punto de muestreo con fluocaptadores en la prueba de trazador. 22. Estaciones de aforo. 23. Corte hidrogeológico I-I' de la figura 4.

Delimitación del acuífero kárstico y diferenciación de flujos

Definición del acuífero kárstico y modelo conceptual básico de funcionamiento hidrogeológico

Las calizas coniacienses–santonienses–campanienses constituyen un nivel hidroestratigráfico de considerable espesor y claramente permeable, que se apoya sobre las margas poco permeables del Cenomanense–Turonense. Los principales acuíferos kársticos de la región lo forman estas capas calcáreas, como es el caso del sistema de la Fuentona de Muriel (Pérez & Sanz, 2010) o del manantial de la Galiana (Segovia *et al.*, 2011). Las facies Weald y Utrillas se consideran de poco a medianamente permeables.

Como se sabe, el flujo del agua subterránea está muy relacionado con la topografía y la geometría del acuífero, por lo que el estudio de los pliegues y fallas que afectan a los niveles hidroestratigráficos en los sistemas kársticos es esencial (Goldscheider & Andreo, 2007; Gremaud *et al.*, 2009).

El acuífero de Fuentetoba tiene una superficie de unos 26 km² y su geometría es de un sinclinal en el lado oeste de la Falla de Ocenilla, y la sucesión de un sinclinal-anticlinal-sinclinal en el lado Este de la mencionada falla (figuras 2 y 3). El área de recarga

del siclinal de Villaciervos es de unos 17 km², el sinclinal de Pico Frentes tiene 4,75 km² y el sinclinal del Alto de Peña Cruz tiene 4,25 km². Los límites de este acuífero no confinado son muy precisos tal como se puede ver en la fotografía aérea de la figura 1 y en el mapa geológico y de contornos estructurales de las figuras 2 y 3, ya que el acuífero calcáreo queda en alto a modo de meseta y en todos sus bordes afloran en las laderas las margas poco permeables del Cenomanense–Turonense, salvo por el lado Oeste, donde las calizas se enlazan sin solución de continuidad con el acuífero vecino de la Fuentona de Muriel. Hay que separar por el lado norte un sector reducido de no más de 3 km² en el flanco norte correspondiente a un pequeño anticlinal que se constituye un acuífero que drena al manantial del Ocino, también de reducido caudal. Este acuífero se considera independiente del que se está estudiando. Allí donde las margas impermeables se sitúan a menor cota es donde surgen los manantiales de Fuentetoba (1.140 m) y su trop-plein (1.147 m), y el del nacimiento del Río Mazos (1.150 m), que también tiene un trop-plein unos 50 m más arriba (1.200 m), en el plano de la Falla de Ocenilla.

Este límite abierto al Oeste está relativamente bien definido mediante geometría estructural ayudada por geofísica, y en la figura 3 se observa que

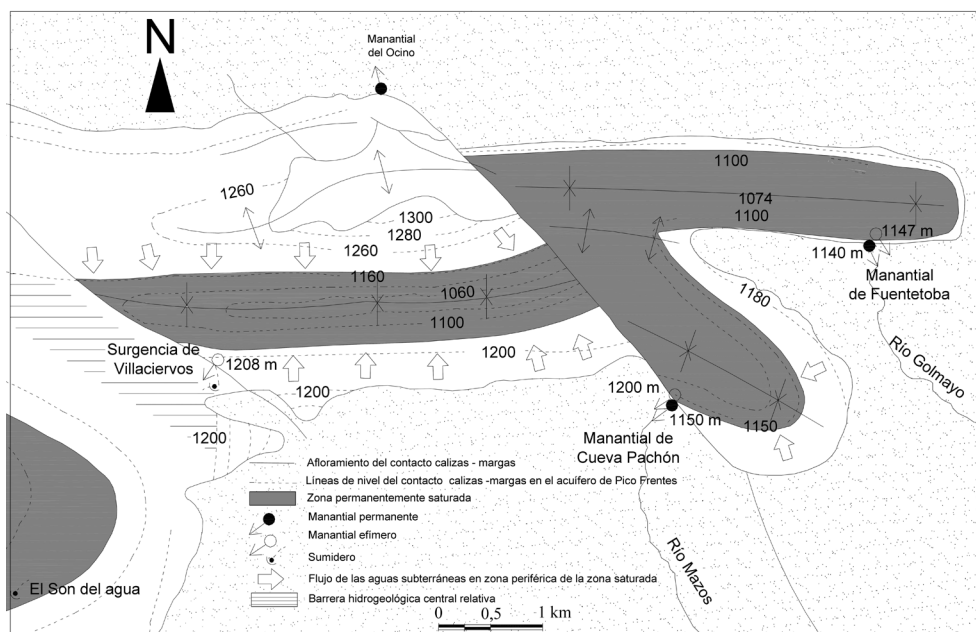


Figura 3.—Mapa de contornos estructurales de la base del acuífero kárstico.

existe a modo de una barrera central subterránea, donde la base impermeable del acuífero se eleva por efecto de una falla paralela a la falla de Ocenilla pero de menor importancia y salto, que forma una divisoria subterránea física con el acuífero conectado lateralmente. Sin embargo, se quiso comprobar de manera fehaciente que esta divisoria también ejercía de divisoria hidráulica la mayor parte del tiempo, utilizando dos pruebas con trazadores en puntos cercanos a uno y otro lado de la misma (figura 3, Tabla 1).y en la que se ha podido confirmar que esta divisoria es tal como se preveía. Una de las pruebas fue un derrame accidental de gasolina del motor de la máquina de sondeos de prospección de hidrocarburos que se detecto en la Fuentona de Muriel, situado a 12 km al cabo de una semana, obteniéndose una velocidad media de unos 1.700 m/día. La otra prueba, realizada por nosotros, consistió en la introducción de uranina, colorante clásico en las pruebas del karst (Käss, 1998) en un lago colgado de la Cueva de Villaciervos, cerca de la divisoria, a 8 km de distancia de Fuentetoba, en el sinclinal más alejado, cerca de la divisora subterránea occidental.

El monitoreo se llevó a cabo mediante fluocaptadores en los manantiales de Fuentetoba, nacimiento

del río Mazos, y en el manantial efímero de la Fuente Romana, pero el muestreo se hizo de manera muy irregular y al cabo de más dos meses. La fluoresceína captada por el carbón activo de los fluocaptadores se analizó con el fluorímetro después de disolverlo en solución alcohólica de potasa según las técnicas convencionales (Antigüedad *et al*, 1990). Con el fin de determinar la concentración de uranina verdadera de cada prueba, todas las muestras se analizaron y se compararon con el patrón inicial de concentración “cero” de las aguas de los manantiales tomadas con anterioridad al muestreo. El trazador fue detectado en Fuentetoba y en la Fuente Romana, pero en realidad no se pudo saber cuándo salió de manera precisa porque se empezaron a sacar los fluocaptadores pasados los dos meses, ya demasiado tarde. Efectivamente, para cada uno de estos dos manantiales, el primer fluocaptor tenía sensiblemente la misma concentración que todos los demás que se sacaron después. En todos los casos la concentración fue muy baja, por debajo de 20.000 ppb, aunque el manantial de Fuentetoba tenía el doble de concentración que Fuente Romana. El valor de esta prueba es muy relativo ya que solo se pudo confirmar la conexión de esta cueva con los demás puntos de agua.

Tabla 1.—Datos de las pruebas de trazadores realizadas en el sistema kárstico de Pico Frentes

Punto de inyección	1	2
Fecha y hora	04/08 de 1971	25/01 de 2013, 18:00 h
Localización	Sondeo petrolífero ALDEHUELA – 1	Cueva de Villaciervos
Distancia a:		
Fuentetoba (km)	13	8
Nacimiento río Mazos (km)	12	7
Fuente Romana (km)	11.5	6,5
Fuentona de Muriel (km)	12	-
Cantidad de trazador (gr)	Sin determinar, derrame de gasolina	50
Caudal (l/s)	Filtración en sondeo	Filtración en lago
Fin del muestreo	-	11 de mayo
Número de muestras	-	14
Tiempo de primera detección (días)	7 días	82 días
Tiempo hasta concentración máxima (días)	-	86 días
Caudal medio de los manantiales:		
Fuentetoba (l/s)	-	150
Nacimiento río Mazos (l/s)	-	25
Fuente Romana (l/s)	-	1
Fuentona (l/s)	-	1.500

Dada la gran variabilidad hidrológica y la alta fluctuación vertical del nivel freático que caracterizan a los sistemas kársticos en general (Ravbar & Goldscheider, 2007; Göppert & Goldscheider, 2008), quizá pudiera haber fluctuaciones (variaciones) laterales en esta divisoria de agua subterránea cuando el nivel freático superase hipotéticamente la barrera subterránea en situaciones de aguas altas. Esto es una posibilidad que se ha comprobado, ya que la surgencia efímera de Villaciervos se sitúa precisamente en este borde, y parece que constituye la descarga visible del sistema por este lado. A efectos del balance hidráulico se ha podido cuantificar, ya que esto ocurre cuando el manantial de Fuentetoba se encuentra con un caudal aproximado de 1.500 l/s (Figura 9a). De todas maneras, la divisoria trazada en la figura 3 se debe considerar suficientemente precisa pero no exacta, y podría variar a uno u otro lado, de tal manera que la superficie total del acuífero podría oscilar entre 2 o 4 km², más o menos; se opta por considerar una superficie de 26 km².

Por otro lado, este acuífero sólo tiene un sondeo, una cueva con una corriente subterránea, y una galería inundada, tres datos de situación del nivel freático claramente insuficientes para dibujar un mapa de isopiezas y conocer el flujo subterráneo. Hay un único sondeo que sirve de abastecimiento a la pequeña localidad de Villaciervos, de 103 habitantes y en el que se bombea un caudal equivalente continuo de 0,30 l/s. El nivel estático de este pozo de Villaciervos se suele situar hacia los 20 m de profundidad, pero en épocas de precipitaciones intensas y prolongadas puede llegar a aflorar, originando en las proximidades del sondeo una surgencia temporal (la surgencia de Villaciervos antes citada) de hasta 500 l/s de caudal máximo (observaciones directas de 30 años de observación; comunicación

oral Ayuntamiento de Villaciervos) dando lugar a una corriente superficial de unos 2 km de longitud. Este arroyo circula por una suave vaguada labrada en la paramera calcárea, y se pierde en un sumidero puntual al final de un valle ciego: “El Son del Agua”, situado en el área de recarga del vecino acuífero de la Fuentona de Muriel. Por otra parte, se han tenido en cuenta la profundidad y localización de las simas sin agua, que no llegan a la zona saturada, para situar de manera aproximada el nivel freático en el corte hidrogeológico de la figura 4 y la zona saturada en el mapa de la figura 3.

La estructura del acuífero al Oeste en forma de sinclinal (sinclinal de Villaciervos) con el eje con inmersión al Este, condiciona la convergencia del flujo y la acumulación del agua en su núcleo, dirigiendo la circulación del agua subterránea hacia el este. Una parte apreciable de los flancos de este sinclinal están fuera de la zona saturada (Figura 3), pero reconducen el agua infiltrada en épocas de recarga de manera eficaz hacia el interior de la estructura. Parte del agua subterránea se almacena en el sinclinal del Alto de Peña Cruz, tal como se ha comprobado con la pruebas de trazadores, recogiendo también este sinclinal el agua que se infiltra en su propia cuenca. Pero la mayor parte del flujo se dirige al sinclinal de Pico Frentes una vez pasado la Falla de Ocenilla, utilizando para ello, y entre otras cuevas seguramente, la galería de la Cueva de la Majada del Cura, la cual se desarrolla en el contacto calizas-margas en dirección al manantial de Fuentetoba (Figura 2). También el agua almacenada en el sinclinal del Alto de Peña Cruz se dirige hacia Fuentetoba salvando el umbral del eje anticlinal que separa ambos pliegues; solo la parte meridional de este sinclinal debe alimentar el manantial de Cueva Pachón.

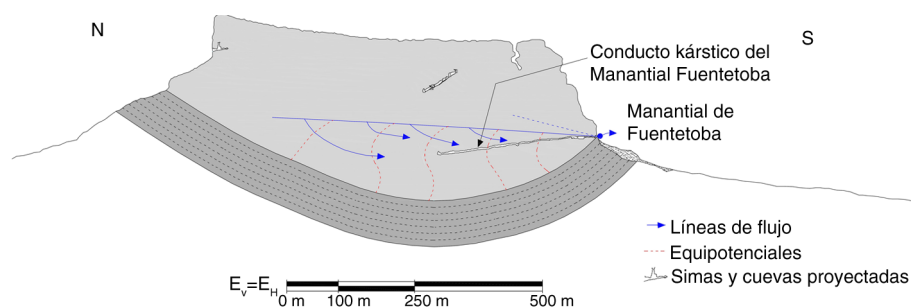


Figura 4.—Corte hidrogeológico del sinclinal de Pico Frentes.

En resumen, y tal como se ve en la figura 3, en este acuífero hay tres sinclinales hidráulicamente conectados, que constituyen reservorios de agua subterránea: uno al Oeste de mayor dimensión, mas área de recarga, pero con una relativa menor capacidad de almacenamiento. Al estar alejado de los puntos de descarga su nivel es de suponer que es más fluctuante. Y otros dos sinclinales más pequeños al Este con mayor espesor de zona saturada y nivel menos variable, al estar situados cerca de las salidas del sistema.

Por otra parte, y gracias a las exploraciones espeleológicas, han sido descubiertas recientemente dos cavidades independientes que convergen o tienden a converger ambas en el manantial de Fuentetoba, representando dos vías preferenciales del drenaje subterráneo del acuífero que comunica el área de recarga con el manantial de Fuentetoba. Una de las cuevas tiene dirección Este – Oeste y es relativamente larga (3 km de desarrollo) (Figura 2). Se sitúa en la zona no saturada en su mayor parte, aunque tiene una galería inferior con una corriente de agua permanente con pequeños sifones que se encuentra en la zona de fluctuación del nivel freático. La otra es una cueva sumergida asociada a un trop-plein de Fuentetoba; es un conducto a presión de dirección N-S, 350 m de longitud y que baja hasta 41 m de profundidad en la zona saturada del sinclinal acuífero (Figura 4). Este sistema de galerías subterráneo resulta altamente eficaz para el drenaje del aparato kárstico, pues por un lado la galería epigea reconduce de manera rápida los flujos recargados y de la zona no saturada, y el conducto a presión drena la zona saturada inmediata al manantial principal de Fuentetoba, condicionando seguramente la distribución de equipotenciales y red de flujo en su entorno, tal como se representa de manera figurada en la figura 4.

Dinámica del acuífero: Procesos de recarga y descarga

La paramera de La Llana, meseta de acusada aridez cubierta parcialmente de sabinas, constituye el área de recarga del escaso número de emergencias permanentes que hay en el borde del acuífero: Fuentetoba y nacimiento del Mazos (manantial de Cueva Pachón). En periodos muy lluviosos pueden

aparecer en el área de recarga varias surgencias colgadas esporádicas que duran pocos días u horas, y que vuelven a perderse en sumideros (Figura 2).

Favorece la alta capacidad de infiltración no sólo la naturaleza calcárea del terreno y el relieve llano, sino también la presencia de campos de lapiazes y de pequeñas dolinas, que son muy frecuentes en la mesa de La Llana hasta el Alto de Peña Cruz (Figura 2). También las vaguadas secas que surcan la rampa de Pico Frentes siguiendo la línea de máxima pendiente, constituyen vías preferenciales de infiltración donde ocasionalmente se instalan las bocas de simas de cierto desarrollo (La Sima, de 50 m, por ejemplo, Figura 2).

Todo el acuífero se recarga de manera autógena, de la infiltración difusa del agua de la lluvia y de fusión nival. La recarga es principalmente autógena y esta favorecida por la existencia de una meseta sin redes importantes de drenaje superficial. A lo largo de medio siglo de observaciones de campo, se ha visto que en precipitaciones fuertes y tormentas se originan corrientes de agua efímeras que pueden alcanzar puntualmente hasta 300–500 l/s, pero que rápidamente se pierden de manera difusa en el fondo de las vaguadas, sin que casi nunca lleguen a sobrepasar los límites impermeables del contorno del acuífero. Es decir, a efectos de balance, se puede concluir que no hay escorrentía superficial.

En una cueva poco profunda (cueva de Villaciervos), y a efectos de conocer el mecanismo de infiltración de la nieve en la zona del epikarst, se hicieron unas medidas de goteo de unas estalactitas (Sanz & López, 2000). Aquí el agua infiltrada se retiene en un lago subterráneo que permanece con agua estacionalmente, y se infiltra lentamente después atravesando su fondo arcilloso. Es una muestra de cómo pueden ser las particulares propiedades hidráulicas del epikarst, y que puede jugar un papel relevante en la capacidad de almacenamiento del sistema kárstico (Bakalowicz, 1995, 2005). La nieve constituye en esta zona un tipo de precipitación secundaria pero relativamente importante en invierno. En el deshielo de la nieve influye principalmente la temperatura del aire, pero también interviene el bosque de sabinas, que contribuye a conservarla en el suelo. En primer lugar porque la nieve cae de las ramas al suelo, y la sombra del arbolado retrasa y suaviza el deshielo.

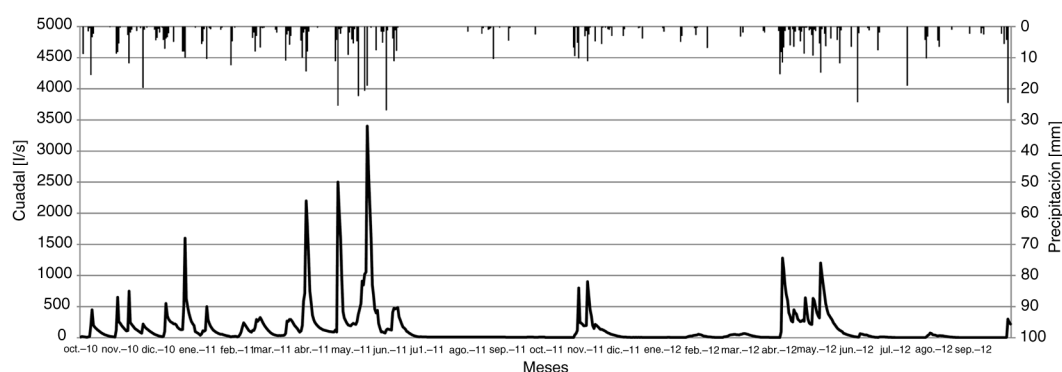


Figura 5.—Hidrograma del manantial de Fuentetoba.

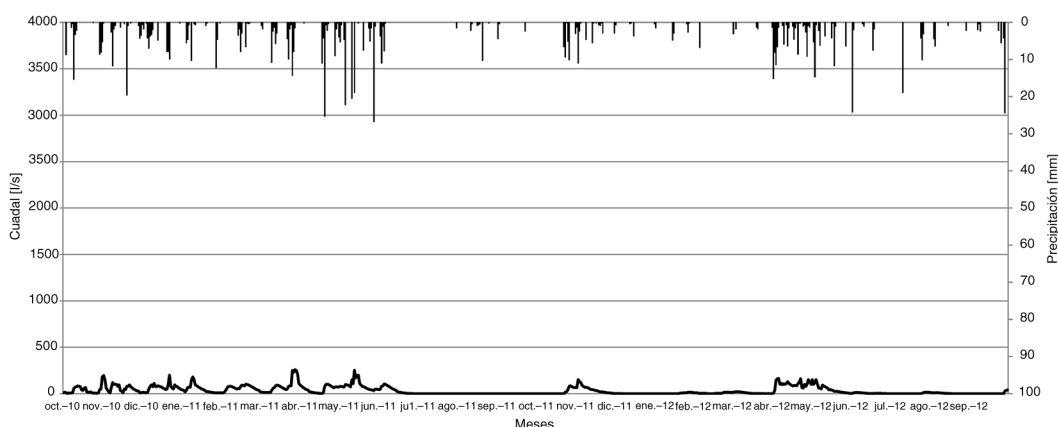


Figura 6.—Hidrograma de manantial de Cueva pachón.

Las descargas del acuífero se realizan por los manantiales de Fuentetoba y Cueva Pachón. El manantial de Fuentetoba tiene un caudal medio de 210 l/s (media de una serie de entre 1991–92 y 2011–12) (Figura 5). El manantial de Cueva Pachón es bastante menos caudaloso que el de Fuentetoba (caudal medio de 50 l/s) y su caudal no es tan irregular como el de Fuentetoba, aunque se llega a secar (Figura 6).

Análisis del hidrograma del manantial de Fuentetoba

En nuestro caso de estudio, se asume que todo el drenaje del sistema kárstico ha sido controlado o monitoreado durante dos años hidrológicos (2010–11 y 2011–12), aunque pudiera haber algunas salidas subterráneas difusas no controladas muy pequeñas que a través de fracturas, atravesando las margas de la base del acuífero, pudieran transferirse hacia las

arenas de la Facies Utrillas, o pequeñas filtraciones a través de las tobas de los manantiales.

Durante el periodo de tiempo de dos años estudiado ha habido situaciones hidrológicas muy variadas, con sequías prolongadas y precipitaciones intensas, lo que ha permitido analizar diversas características del drenaje de este manantial.

Durante el año hidrológico 2010–11 este manantial ha presentado un caudal medio de unos 200 l/s, llegando a tener 8 l/s durante estiaje, y con crecidas de hasta 3.400 l/s. Este manantial es por tanto muy irregular, muy sensible a los estiajes y con respuestas relativamente rápidas (1 ó 2 días) a las recargas de lluvias y de fusión de nieve (Figura 5). Estos picos tan acusados del hidrograma también indican un gran desarrollo de los conductos kársticos y donde la permeabilidad por conductos puede ser la predominante (Bonacci & Zivaljevic, 1993; Bonacci, 1993; Worthington, 1999).

Después de estiajes más o menos largos, se ha observado que este manantial tarda de uno a dos días en reaccionar a los periodos lluviosos normales, lo cual se interpreta con el tiempo que tarda en llegar el grueso de la onda cinemática por la zona vadosa proveniente de los dos sinclinales de Villaciervos y Alto de la Cruz. A penas son perceptibles en la rama ascendente de los picos del hidrograma los pulsos rápidos de presión en la zona saturada a través de conductos kársticos.

El hidrograma del manantial manifiesta dos formas de vaciado en régimen no influenciado: La inmensa mayoría del agua subterránea del acuífero se vacía de manera muy rápida en régimen predominantemente turbulento, ya que las ramas descendentes del hidrograma en papel semilogarítmico tienen una pendiente de $\alpha_1=0,18 \text{ días}^{-1}$. El caudal medio al comienzo de las curvas de agotamiento ha resultado ser de 800 l/s (69,12 m³/día), y la fecha inicial media de dichas curvas se sitúa el 9 del mes de octubre. La otra es una curva que se presenta con caudales muy bajos, normalmente por debajo de 25 l/s. Representa el vaciado tanto de conductos grandes como pequeños, tal como se ha podido observar en las exploraciones de espeleobuceo en estos últimos, donde el flujo en estiaje en los conductos era muy lento. Su pendiente es muy baja ($\alpha_2=0,008 \text{ días}^{-1}$) e impide que el manantial se llegue a secar. El caudal medio al comienzo de las curvas de agotamiento con α_2 ha resultado ser de 23 l/s (1.987 m³/día), y la fecha inicial media de dichas curvas se sitúa el 23 del mes de junio.

Por lo tanto, la expresión que se obtienen para la curva de agotamiento, expresando los caudales en m³/día y el tiempo en días, contado a partir de las fechas de inicio será:

$$Q_t = Q_{01}e^{-\alpha_1 t} + Q_{02}e^{-\alpha_2 t} = 69,12e^{-0,18t} + 1.987e^{-0,008t}$$

De acuerdo con ella, se obtiene el siguiente valor para el volumen hidrodinámico en la fecha de inicio:

$$\begin{aligned} V_1 &= Q_{01}/\alpha_1 = 69,1/0,18 = 384 \text{ m}^3 \\ V_2 &= Q_{02}/\alpha_2 = 1.987/0,008 = 243.000 \text{ m}^3 \\ V &= V_1 + V_2 = 243.384 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Este volumen podría llegar en otras ocasiones a 500.000 m³, pero en todo caso es muy pequeño si lo comparamos con las reservas permanentes que tiene este acuífero (entre 5 y 7 hm³), pues a penas representa el 5%. Indica que este acuífero no tiene inercia, se vacía muy rápidamente, y es incapaz de mantener un volumen hidrodinámico importante durante mucho tiempo. Influye en ello el pequeño tamaño del acuífero, y también porque presenta un gran desarrollo karstico.

Análisis de las curvas de Agotamiento

Aunque la forma del hidrograma resulta bastante expresiva, se ha llevado a cabo el estudio de las curvas de recesión siguiendo la metodología propuesta por Mangin (1970 y 1975), aunque solo se contaba con datos diarios de dos años hidrológicos. Así pues, a partir de la serie de datos diarios de la descarga del manantial medidos durante los años hidrológicos 2010–11 y 2011–12 en la estación de aforos, se ha elaborado la tabla 2 donde se recogen los datos relativos a las curvas seleccionadas y los resultados obtenidos de su análisis.

Los parámetros medios de los dos años hidrológicos aforados han resultado un parámetro de caracterización de la forma de decrecida de $i=0,23$ que corresponde a acuíferos con una red de drenaje muy desarrollada. Respecto a la capacidad de regulación, el coeficiente $k=0,06$, al ser $k<0,5$ el sistema es de tipo kárstico, y si $k<0,1$ indica que el poder

Tabla 2.—Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión correspondientes a la serie diaria de datos del manantial de Fuentetoba (años hidrológicos 2010–11 y 2011–12). Legenda: Da duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, Vd volumen dinámico, i y k parámetros de Mangin (1970,1975), Dd duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, y ϵ coeficiente de heterogeneidad

Año hidrológico	Dd (días)	η (días ⁻¹)	ϵ (días ⁻¹)	i	Da (días)	α (días ⁻¹)	Vd (hm ³)	k
2010/2011	4	0,25	0,50	0,25	142	0,008	0,27	0,04
2011/2012	3	0,33	0,33	0,20	147	0,007	0,34	0,10
Media	3.5	0,29	0,29	0,23	145	0,008	0,31	0,07

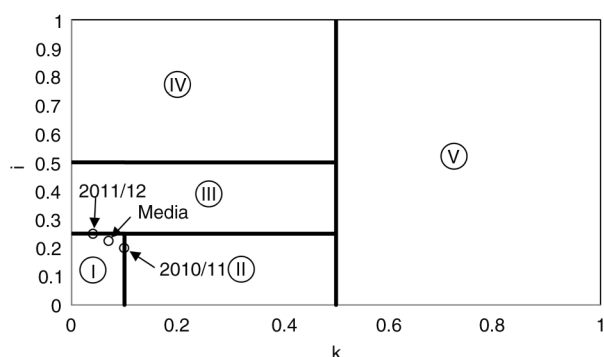


Figura 7.—Situación del sistema kárstico de Fuentetoba dentro de la clasificación de Mangin (1975).

regulador del manantial es escaso. Según estos índices, este karst se sitúa en el dominio I (Figura 7) que corresponde a acuíferos muy karstificados, sobre

todo en la zona saturada, con una red espeleológica muy desarrollada, lo cual concuerda perfectamente con la realidad de las exploraciones espeleológicas efectuadas.

Simulación de los manantiales durante el periodo 1991–2013 para completar el balance hidráulico del año medio

Como se ha dicho, el sistema kárstico ha sido controlado o monitoreado durante dos años hidrológicos (2010–11 y 2011–12). Pero dos años de medidas directas del caudal de los manantiales es insuficiente para conocer el balance hidráulico medio. Y con ese objeto se ha simulado el hidrograma de estos dos años, y se ha completado la serie 1991–2013 sin registro foronómico (Figura 8). Los resultados de esta simulación nos van a permitir realizar también

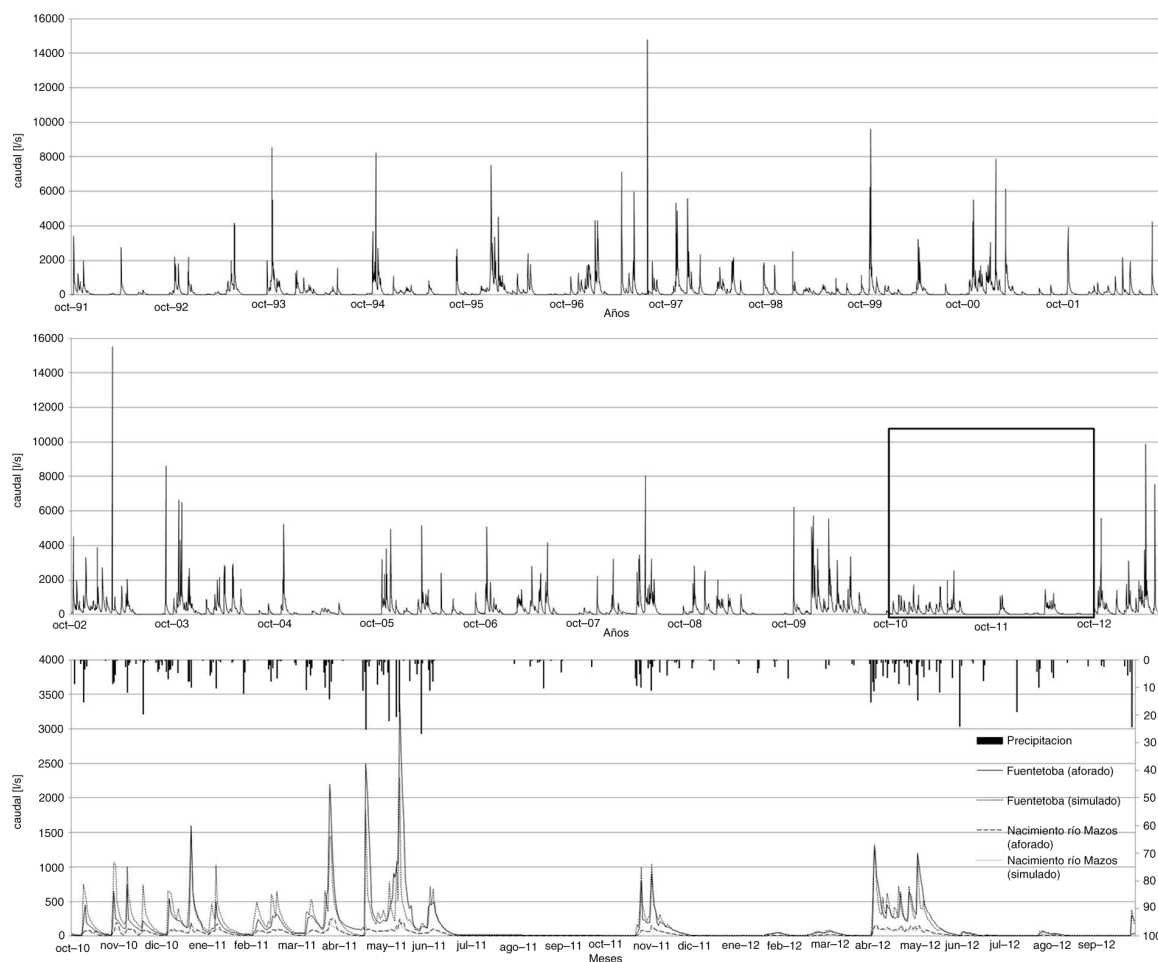


Figura 8.—Hidrograma modelo CREC y aforado.

un análisis más completo sobre la probabilidad de caudales de los manantiales.

Entre los diferentes modelos matemáticos que se emplean para la simulación del caudal de los manantiales kársticos (Padilla *et al.*, 1996) se ha aplicado el modelo unicelular CREC (Guilbot, 1975). Este modelo, además de su sencillez, incorpora un tratamiento previo de datos meteorológicos, incluso de nieve, para obtener los flujos temporales de agua útil que se recargan en el acuífero y que corresponden con la denominada fase de producción.

Se trata pues de simular el funcionamiento de dicho acuífero relacionando las entradas con las salidas, más o menos la variación de existencias en los almacenes subterráneos. Puesto que se disponían de datos diarios, tanto para las variables de entrada como para las de salida, se ha tomado el día como unidad de tiempo. Aparte de los aforos diarios de los manantiales de Fuentetoba y Cueva Pachón, se ha dispuesto de la pluviometría y las temperaturas medias diarias de la estación meteorológica de Soria (estación completa n° 2030 de la AEMET), situada dentro de la zona, a 6 km al Este de Fuentetoba. Hubo que estimar la serie pluviométrica del área de recarga del acuífero (altitud media de 1.275 m) en base a estación de Soria (altitud 1.080 m) admitiendo un gradiente pluviométrico de 50 mm por cada 100 m de altitud, gradiente que ha sido calculado en otras zonas próximas a la Cordillera Ibérica y que aquí se ha confirmado considerando otras estaciones pluviométricas situadas a mayor altitud, como la de Calatañazor. Con las temperaturas medias de Soria (altitud 1.080 m) y un gradiente de 0,5 °C por cada 100 m de altitud, se han estimado las del área de recarga del acuífero. Estas estimaciones han podido producir algunas desviaciones de la realidad, pero se cree que mantienen la evolución general de lo que ha podido ocurrir en la cuenca de alimentación y, en este sentido habrán de tomarse los resultados, aunque en ellos se observen algunas desviaciones esporádicas.

En cuanto a la fase de producción del modelo, (cálculo del agua útil) hay que tener en cuenta que la cuenca de alimentación del manantial de Fuentetoba es suficientemente alta como para que se considere

la precipitación en forma de nieve, la cual constituye una reserva de agua hasta su fusión.

Así, llamando j al día, P_j a la precipitación total; P_a^j , precipitación líquida; P_n^j , precipitación en forma de nieve, f_j , a la fusión de nieve; N_j , nieve acumulada en el suelo (todo en mm equivalentes de agua) y T_j a la temperatura en grados centígrados, el proceso se ha concretado de la siguiente manera:

Forma de precipitación

Como se ha dicho, en la precipitación (P_j) hay que distinguir la que está en forma de nieve (P_n^j) y en forma líquida (P_a^j). Para ello dependemos de la temperatura, si la temperatura está por debajo de 0 °C, toda la precipitación es nieve, mientras que si es superior a 1 °C, la precipitación es líquida, y entre el intervalo 0 °C–1 °C caerá agua y nieve.

P_n^j =precipitación en nieve. Si $T_j < 0 \Rightarrow P_j = P_n^j$

P_a^j =precipitación líquida. Si $T_j > 0 \Rightarrow P_j = P_a^j$

$P_n^j(0-1)$ =Precipitación nieve entre 0 °C–1 °C.

Si $0 < T_j < 1 \Rightarrow P_n^j = P_j \times (1 - T_j)$

$P_a^j(0-1)$ =Precipitación nieve entre 0 °C–1 °C.

Si $0 < T_j < 1 \Rightarrow P_a^j = P_j \times T_j$

Fusión de la nieve

Si hay nieve en el suelo y llamamos N_{j-1} al almacén de nieve al final del día anterior, la precipitación en forma de nieve se va convirtiendo en líquida, para ello se supone que por debajo de 1 °C no existe deshielo y superior a esta temperatura se va fundiendo (f_j) proporcionalmente a la temperatura existente:

f_j =fusión de nieve. Si $T_j < 1 \Rightarrow f_j = 0$.

Si $T_j > 1 \Rightarrow f_j = 0,1 \times T_{j-1} \times N_{j-1}$.

N_j =almacén de nieve. $N_j = N_{j-1} + P_n^j - f_j$.

De aquí se obtiene el agua disponible $= P_a^j + f_j$.

Infiltración=agua disponible $\times S_i$, siendo S_i el coeficiente de infiltración.

Las transferencias subterráneas

En este modelo divide las transferencias subterráneas en dos capas: H (capa no saturada) y G (manto del acuífero), donde sigue las siguientes relaciones:

$$\begin{array}{c}
 \downarrow \\
 H_j = H_{j-1} - QT_j - \Delta'G_j \leftarrow H_j = H_{j-1} + S_i \rightarrow QT_i = (x_1 \cdot H_j)^2 \\
 \downarrow \\
 G_j = G_{j-1} + \Delta'G_j - QL_j \leftarrow \Delta'G = \frac{(H_j - x_3)}{x_2} \rightarrow QL_j = QL_{j-1} \cdot K + \Delta'G_j(1-K) \\
 \uparrow \\
 Q_j = QL_j + QT_j
 \end{array}$$

Siendo:

H: Nivel de la capa no saturada

G: Nivel hidrodinámico del manto acuífero

S: Infiltración gravítica

QT: Caudal turbulento

QL: Caudal laminar

x_1 : Parámetro de vaciado de H por el caudal turbulento

x_2 : Factor reductor de percolación de H en el acuífero

x_3 : Nivel de percolación de H en el acuífero

K: Parámetro del caudal laminar

Finalmente:

$$Q_{\text{total}} = QL_j + QT_j$$

Después de varios tanteos para el ajuste del modelo con los datos aforados, se han adoptado los siguientes valores para los datos iniciales y parámetros:

$$QL_0 = 0,06 \text{ mm}; H_0 = 0,085 \text{ mm}; G_0 = 0,27 \text{ mm}; \\ x_1 = 0,15; x_2 = 4; x_3 = 0,2; k = 0,8;$$

Tanto el parámetro k y la infiltración gravítica se han calibrado para los años que tenemos datos reales medidos in situ. Para su extrapolación al histórico se hicieron dos hipótesis: 1) Que permanece constante de un año a otro, 2) Que varía por medio de la precipitación y temperatura.

La observación de las gráficas de las comparaciones del modelo simulado con el hidrograma de los años 2011 y 2012 (Figura 5) pone de manifiesto que el caudal simulado refleja con bastante aproximación todas las variaciones diarias de caudal aforado; quizá pueda apreciarse que el método de simulación es algo más lento en reaccionar, tanto a las crecidas como a los descensos del manantial, pero creemos que estas diferencias pueden tener su origen en las estimaciones de los datos de entrada (pluviometría y temperatura) en base a

las estaciones meteorológicas que están fuera del área de recarga. El procedimiento y resultados de esta simulación guardan una similitud manifiesta con los obtenidos en sistemas kársticos semejantes de la zona, como el del manantial de La Galiana en el Cañón del río Lobos (Sanz, 1996a) y el del nacimiento del río Arlanza (Sanz, 1996b), aunque existan diferencias sustanciales de funcionamiento hidrológico: en el Cañón del Lobos, la recarga alógena es muy importante, y en Arlanza, la influencia de la recarga de nieve es notable, dos circunstancias que no son significativas en Fuentetoba.

La aportación hídrica del rebosadero de Las Fuentes de Villaciervos no ha sido controlada por las estaciones de aforo, y se ha estimado de manera aproximada suponiendo un caudal medio de 100 l/s los días que funciona según aforos puntuales realizados. Y los días que funciona han sido estimados también de manera aproximada sumando los días que el manantial de Fuentetoba está a más de 1.500 l/s, que es cuando se ha observado en repetidas ocasiones que surgen los manantiales de Las Fuentes de Villaciervos. La Fuente Romana y otras menores no han sido tampoco controladas por las estaciones de aforo. Su aportación hídrica se ha estimado de manera aproximada suponiendo un caudal medio de 5 l/s los días que funciona según aforos puntuales realizados. Y los días que funciona han sido estimados también de manera aproximada sumando los días que el manantial de Fuentetoba está a más de 1.500 l/s, que es cuando se ha observado en repetidas ocasiones que surge este manantial. En la figura 9 se presenta la curva de caudales clasificados del manantial de Fuentetoba indicando los caudales por encima de los cuales se ponen en funcionamiento estos dos rebosaderos.

Durante este periodo de tiempo (1991–2013), y como se ha dicho, el manantial de Fuentetoba ha tenido un caudal medio de 210 l/s. El manantial de Fuentetoba presenta un régimen hídrico muy irregular (entre 10 l/s y más de 5.000 l/s), muy sensible a los estiajes y con respuestas relativamente rápidas (1 ó 2 días) a las recargas de lluvias y de fusión de nieve. Como se ha dicho, el manantial de Cueva Pachón tiene un caudal medio de 50 l/s y su caudal no es tan irregular como el de Fuentetoba.

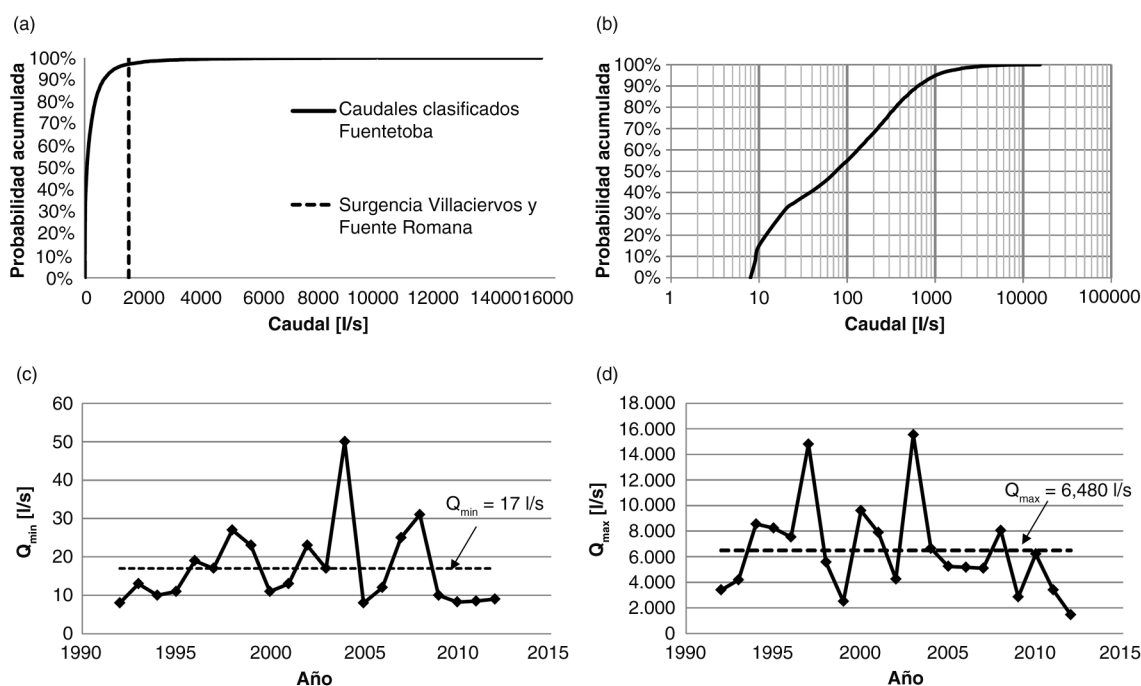


Figura 9.—Curvas características de probabilidad de caudales del manantial de Fuentetoba. a) Curva de caudales clasificados, b) Curva de caudales clasificados con escala probabilística, c) Series de tiempo de descargas mínimas anuales, y d) Series de tiempo de descargas máximas anuales.

Probabilidades en el caudal de los manantiales

Obtenida una serie relativamente larga de caudales de los manantiales, es posible estudiar mejor la frecuencia de los mismos. En este sentido, y analizando el manantial principal de Fuentetoba, en la figura 9 se representan varios tipos de curvas características sobre la probabilidad de caudales. En todas las figuras se refleja la gran irregularidad de los valores de los caudales y la poca regularidad natural del manantial y su pequeña garantía para abastecimiento. En la figura 9b de caudales clasificados a escala probabilística observamos que se trata de una curva en la que se puede ajustar muy bien tres tramos rectos, el primero que engloba a caudales inferiores a 40 l/s que suman el 40% de los caudales diarios y corresponde la franja donde encontramos los caudales mínimos (figura 9c), el tramo intermedio tiene un pendiente más tendido correspondiendo las recargas entre 40 l/s y 800 l/s. La recta de pendiente muy baja corresponde a caudales altos de crecida (por encima de 800 l/s) y parece indicar: la agudeza de los picos del hidrograma y su corta duración, la capacidad ilimitada del sistema de evacuar el agua recargada, y que ha

sido comprobado con la exploración de los sifones asociados al manantial, que el efecto de trop-pleins lejanos es inapreciable.

También se han estudiado la relación de caudales máximos (figura 9d) y mínimos (figura 9c) anuales (Jiménez Gavilán, 2010), obteniéndose un cociente (Q_{\max}/Q_{\min}) de 381. Esa relación anual presenta una gran variabilidad, entre 100 y 900, debido a que las diferencias de caudales máximos anuales tienen un intervalo muy extenso (1.500 l/s–16.000 l/s), y a que los caudales mínimos se presentan en una franja mucho más reducida, característicos de una rápida respuesta de la recarga a las precipitaciones producidas.

Balance hídrico del acuífero y estimación de las reservas

Estimación de las reservas permanentes, tiempo de renovación y capacidad reguladora del acuífero

Para estimar las reservas permanentes (PR) de agua, habrá que cubicar el volumen de acuífero saturado (V_s) por debajo de la cota del manantial más bajo, que es Fuentetoba (1.140 msnm), desde la base

de la zona de reservas dinámicas hasta la base de karstificación, y multiplicarlo por la porosidad eficaz media (m_e). Se toma como porosidad media las obtenidas en el sistema kárstico de la Fuentona de Muriel que variaban entre $m_e=0,012$ a $m_e=0,016$ (Pérez & Sanz, 2010), ya que se trata de un acuífero muy semejante y con un grado de karstificación, espesor saturado e historia hidrogeología muy parecida. Es posible que la zona superior sea más porosa, al ser la parte más hidrodinámicamente activa del acuífero, pero la zona saturada del acuífero es sin embargo poco profunda y no supera como máximo los 140 m en el sinclinal de Fuentetoba, los 75 m en el sinclinal del Alto de Peña Cruz y los 80 m en el sinclinal de Villaciervos. Además hay sifones y cuevas sumergidas que al menos llegan a 45 m de profundidad, lo cual parece indicar que la karstificación afecta seguramente hasta las partes más profundas del acuífero, y que el valor de porosidad tomada es una media representativa de todo el volumen saturado del acuífero. En el caso de este acuífero, el concepto de reservas permanentes es relativo y no significa que no estén en movimiento, si no que hay una zona activa de circulación dentro de ella más profunda si el nivel freático está más alto (Ford & Willians, 1989).

Para calcular el volumen del acuífero por debajo de la cota del manantial de Fuentetoba (1.140 m), se ha dibujado el mapa de líneas de nivel o de contornos estructurales de la base del acuífero (Figura 3). El trazado de estas líneas horizontales se ha obtenido mediante la geología de superficie cartografiada a escala 1:25.000; ésta ha sido la base principal, aunque también se han utilizado las columnas litológicas de los escasos sondeos totalmente penetrantes que hay en la zona, las columnas estratigráficas levantadas en la zona, y la información proporcionada por los datos de prospecciones geofísicas.

Finalmente, por planimetría y cotas, se ha calculado el volumen entre dos líneas de nivel: $V_i = A_i \times h_i$; donde A_i es el área horizontal entre dos líneas continuas y h_i la cota promedio de ambas. Así se tendría:

$$V = \sum_i V_i = \sum_i (A_i \times h_i)$$

Las reservas permanentes (PR) de agua, considerando una porosidad eficaz de $m_e=0,012$ y de $m_e=0,016$ serán: $PR = V \times m_e$

Tabla 3.—Reservas permanentes en las diferentes cubetas sinclinales del sistema kárstico

SINCLINAL	$m_e=0,0012$	$m_e=0,0016$
Pico Frentes	2,76 hm ³	3,68 hm ³
Alto de Peña Cruz	1,12 hm ³	1,5 hm ³
Villaciervos	1,2 hm ³	1,6 hm ³
TOTAL ACUIFERO	5,08 hm ³	6,78 hm ³

Las reservas hidrodinámicas medias obtenidas en la fecha media del comienzo de la curva de agotamiento para el periodo simulado del hidrograma de 1991–2013 son muy pequeñas, ya que suponen 0,24 hm³. El total de reservas, tanto dinámicas como permanentes, serían entre 5,29 y 7,02 hm³ según fuese la porosidad (tabla 3). Las reservas hidrodinámicas representan menos del 5% de las totales, y nos indica la poca inercia que tiene este acuífero y la gran capacidad de evacuar el agua que se recarga.

La capacidad reguladora de un acuífero se puede calibrar con la proporción entre la recarga (R) y las reservas permanentes (PR). Así, podemos definir la tasa de renovación (TR) como: $TR = PR/R$, y también su inversa, el llamado “Período de Tiempo de Renovación” (TIR), que en este acuífero sería: $TIR = [5,08 + 6,78/2]/8,33 = 0,71$ años. Es decir, este acuífero tiene muy poca capacidad de regulación natural, ya que el agua subterránea se renovaría totalmente y en teoría cada 8,5 meses.

Balance hidráulico

Para calcular la recarga según el balance hidráulico, se debe establecer la siguiente igualdad: $E = S \pm \Delta A$; donde E son las entradas al sistema, S son las salidas y ΔA es la variación del almacenamiento.

Las entradas E, en el caso que nos ocupa, sólo es la recarga natural procedente de las precipitaciones, ya que no hay entradas de ríos alójenos ni transferencias laterales de otros acuíferos; tampoco hay retornos de agua de riego ni recarga artificial.

Las salidas (S) serían:

- Descargas a través de los manantiales de Fuentetoba, Cueva Pachón y descarga por el arroyo de la surgencia efímera de Villaciervos en aguas muy altas.

- Extracciones de agua subterránea para el abastecimiento al pueblo de Villaciervos (103 hab) (B) $B=0,00939 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

No hay transferencias subterráneas a otros acuíferos ni escorrentía superficial que salga del sistema, como ya se ha comentado.

El balance hidráulico del año medio para la serie simulada en el apartado anterior correspondiente al periodo de tiempo 1991–2013 se establece en la Tabla 4.

Conclusiones

Se describe el modelo conceptual hidrogeológico general del sistema kárstico de Pico Frentes, el cual trata de un acuífero de carácter libre formado por calizas y dolomías del Cretácico Superior apoyado sobre margas poco permeables. El karst externo no presenta formas espectaculares y está formada por campos de lapiazes, dolinas y valles secos, principalmente, que se han instalado en una superficie de erosión terciaria. La recarga es autógena y difusa, favorecida por la presencia de esta red de vaguadas secas, que impiden que exista escorrentía superficial saliente en este altiplano calcáreo.

El flujo va dirigido a gran escala por el fondo de tres sinclinales hidráulicamente conectados hacia los manantiales de Fuentetoba, principalmente, y al nacimiento del río Mazos, secundariamente, surgiendo en aguas altas otras descargas menores. La geometría de estos sinclinales ha podido ser definida de manera precisa, pudiéndose ubicar entre 5 y 7 hm³ las reservas de agua subterránea. De manera

local, el flujo se haya controlado por la estratigrafía en las proximidades de la surgencia principal de Fuentetoba, o por la falla de Ocenilla en el caso del nacimiento del río Mazos. La presencia de un sistema heredado de karstificación interno muy desarrollado y completo le hace ser un sistema de drenaje muy eficaz. Existe una galería inclinada de gran longitud bastante penetrante en la zona saturada del acuífero, y una galería en la zona epikarstica que, siguiendo la estratificación, recoge las escorrentías subterráneas de la circulación en régimen libre del acuífero.

El análisis de la respuesta del manantial de Fuentetoba mediante el estudio del hidrograma, sus curvas de agotamiento y de caudales clasificados, ha permitido determinar de manera cualitativa y cuantitativa la dinámica del sistema. Los manantiales de Fuentetoba (210 l/s) y nacimiento del río Mazos (50 l/s) son de régimen muy variable y poco poder de regulación natural, característico de un acuífero típicamente kárstico, con gran capacidad de renovación y poco tiempo de residencia. El acuífero manifiesta dos formas de vaciado en régimen no influenciado, donde la mayor parte del agua subterránea del acuífero se drena de manera muy rápida en régimen turbulento. La otra es una curva que se presenta con caudales muy bajos, y representa el vaciado tanto de conductos grandes como pequeños. Según el análisis de las curvas de agotamiento propuesto por Mangin (1970, 1975) este karst se sitúa en el dominio I que corresponde a acuíferos muy karstificados, sobre todo en la zona saturada, con una red espeleológica muy desarrollada, lo cual concuerda perfectamente con la realidad de las exploraciones espeleológicas efectuadas durante estos últimos años. La curva de

Tabla 4.—Balance hidráulico del año medio para la serie simulada 1991–2013

		(%)
Aportación pluviométrica (AP)	16,86 hm ³	100,00%
Recarga natural (R)	8,35 hm ³	49,53%
Escorrentía superficial (ES)	0,00 hm ³	0,00%
Evapotranspiración (EVT)	8,50 hm ³	50,41%
Bombeo de agua subterránea (B)	0,01 hm ³	0,06%
Descarga por Fuentetoba y su trop-plein	6,66 hm ³	39,50%
Descarga por Nacimiento río Mazos y su trop-plein	1,57 hm ³	9,32%
Descarga por Rebosadero de Villaciervos	0,08 hm ³	0,47%
Descarga por Fuente Romana y otras	0,02 hm ³	0,12%
Incremento del reservorio	0,02 hm ³	0,12%

caudales clasificados indica una gran variabilidad de caudales, y parece también sugerir que el acuífero no presenta límites de evacuación de los mismos por su exutorio principal.

Con un conocimiento aceptable del área de recarga, se ha podido cuantificar el caudal de los manantiales y el balance hidráulico del acuífero para la serie 1991–2012 aplicando un modelo matemático de precipitación–escorrentía que ha simulado los hidrogramas de los principales manantiales: aportación pluviométrica $16,86 \text{ hm}^3$ (100%), recarga natural $8,35 \text{ hm}^3$ (49,53%), EVT $8,50 \text{ hm}^3$ (50,41%), bombeo de agua subterránea $0,01 \text{ hm}^3$ (0,06%), escorrentía superficial 0 hm^3 , transferencias subterráneas a otros acuíferos 0 hm^3 . Con este modelo también se ha podido estudiar la probabilidad en los caudales del manantial de Fuentetoba, donde se observa la gran variabilidad del mismo y su alta dependencia con la distribución pluviométrica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación no ha contado con ninguna ayuda oficial ni privada y los gastos han sido sufragados personalmente por los propios firmantes del artículo, que han contado con el apoyo importante y desinteresado de colegas y amigos espeleólogos, geólogos y químicos, movidos por el solo interés de conocer el macizo kárstico y el afán de ayudar a los demás. Queremos agradecer en primer lugar a Carlos Morón Egidio, Carlos Morón Vicén y Manuel Jiménez Sánchez de Terrasub y Deportes Espeleo, por todo el apoyo prestado en las exploraciones de las cuevas de la Majada del Cura, así como en la lectura de las escalas de aforo instaladas en los manantiales, etc. Queremos también agradecer a Javier G. Yélamos, profesor titular de la UAM, a Ramón Redondo y a Suso Llamas por sus sugerencias y observaciones sobre las cavidades, durante el reconocimiento de las mismas. Se agradece también muy sinceramente a Carlos Pascual por todo su apoyo de campo.

Agradecemos finalmente a Tomas Morales Juberías y a un revisor anónimo por las observaciones realizadas en la lectura crítica del manuscrito que ha servido para mejorarlo.

Referencias

- Antigüedad, I. (1989). Funcionamiento de los acuíferos kársticos estatales (revisión de las metodologías basadas en las respuestas naturales). En: Durán, J.J. & López-Martínez, J. (Eds.). *El karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 309–319.
- Antigüedad, I.; Ibarra, V. & Morales, T. (1990). Los trazadores en la hidrogeología kárstica: Metodología de su uso e interpretación de los ensayos de trazado. *Munibe-Ciencias Naturales*, 41: 31–45.
- Bakalowicz, M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4: 3–21.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13: 148–160. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>
- Bayo, A. (1983). La exploración hidrogeológica de acuíferos en rocas carbonatadas desde la óptica de la explotación de recursos y utilización del almacenamiento. En: *Karst-Larra 82: Reunión monográfica sobre el Karst - Larra 82: Isaba-Navarra, 4-11 octubre 1982*. Pamplona: Diputación foral de Navarra. Pamplona, 177–215.
- Benischke, R.; Goldscheider, N. & Smart, C. (2007). Tracer techniques. En: Goldscheider, N.; Drew, D. (Eds.). *Methods in karst hydrogeology: IAH, International Contributions to Hydrogeology*, 26. London: Taylor and Francis, 264 pp.
- Bonacci, O. (1993). Karst spring hydrographs as indicators of karst aquifers. *Hydrological Sciences Journal*, 38 (1): 51–62. <http://dx.doi.org/10.1080/02626669309492639>
- Bonacci, O. & Zivaljevic, R. (1993). Hydrological explanation of the flow in karst: example of the Crnojevica spring. *Journal of Hydrology*, 146 (1): 405–419. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90287-J](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(93)90287-J)
- Ford, D.C. & Williams, P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. London: Academic Division of Unwin Hyman Ltd, 601 pp.
- Ford, D.C. & Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester, UK: Wiley, 562 pp. <http://dx.doi.org/10.1002/9781118684986>
- Geyer, T.; Birk, S.; Licha, T.; Liedl, R. & Sauter M. (2007). Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Ground Water*, 45 (1): 36–45. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00261.x>
- Goldscheider, N. & Andreo, B. (2007). The geological and geomorphological framework. En: Goldscheider, N.; Drew, D. (Eds.). *Methods in karst hydrogeology: IAH, International Contributions to Hydrogeology*, 26. London: Taylor and Francis, 264 pp.
- Goldscheider, N.; Meiman, J.; Pronk, M. & Smart, C. (2008). Tracer test in karst hydrogeology and speleology. *International Journal Speleology*, 37 (1): 27–40. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.3>
- Göppert, N. & Goldscheider, N. (2008). Solute and colloid transport in karst conduits under low and high flow conditions. *Ground Water*, 46 (1): 61–68. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00373.x>
- Gremaud, V.; Goldscheider, N.; Savoy, L.; Favre, G. & Masso, H. (2009). Geological structure, recharge processes and underground drainage of a glacierised karst aquifer system, Tsanfleuronn-Sanetsch, Swiss Alps. *Hydrogeology Journal*, 17: 1833–1848. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-009-0485-4>
- Guilbot, A. (1975). *Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (liaisons pluie-débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez*. Thèse d'Université, Université des Sciences et Techniques de Montpellier.

- Healy, R.W.; Winter, T.C.; LaBaugh, J.W. & Franke, O.L. (2007). Water budget: Foundations for effective water-resources and environmental management. U.S. Geological Survey Circular, 1308, 90 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España. (1980). Mapa Geológico de España 1: 200.000. Hoja 31. Soria.
- Instituto Geológico y Minero de España (1982). Mapa Geológico de España 1: 50.000. Hoja 349. Cabrejas del Pinar.
- Jevtic, G.; Dimkic, D.; Dimkic, M. & Josipovic, J. (2005). Regulation of the Krupac spring outflow regime. En: Tevanovic, Z. & Milanovic, P. (Eds.). *Water Resources and Environmental Problems in Karst: Cvijic Karst 2005*. Belgrade: FMG, 321–326.
- Jiménez, P. (2010). Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 388 pp. <http://hdl.handle.net/10481/5641>
- Käss, W. (1998). Tracing technique in geohydrology. Taylor & Francis, 582 pp.
- Kresic, N. (2009). *Groundwater Resources: sustainability, Management and Restoration*. New York: McGraw-Hill, 852 pp.
- Kresic, N. (2010). Types and classifications of springs. En: Kresic, N. & Stevanovic, Z. (Eds.). *Groundwater Hydrology of Springs: Engineering, Theory, Management, and Sustainability*. Elsevier, 31–86. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-1-85617-502-9.00002-5>
- Kresic, N. & Stevanovic, Z. (2010). *Groundwater Hydrology of Springs: Engineering, Theory, Management, and Sustainability*. Elsevier, 573 pp.
- Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Annales Spéléologie*, 25 (3): 581–610.
- Mangin, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (I). Tesis doctoral, Universidad de Dijon (Francia). *Annales Spéléologie*, 29 (3): 283–332; 29 (4): 495–601; 30 (1): 21–124.
- Navarro Vázquez, D. (1991). Soria 359 (14–23). Mapa Geológico de España. 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 70 pp.
- Padilla, A. (1990). Métodos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 267 pp.
- Padilla, A.; Pulido- Bosch, A.; Calvache, M.L. & Vallejo, A. (1996). The ARMA models applied to the flow of karstic springs. *Water Resources Research*, 32 (5): 917–928. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.1996.tb04062.x>
- Panno, S.V. (2006). Karst aquifers: can they be protect? *Ground Water*, 44 (4): 494. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00164.x>
- Pérez, J. & Sanz, E. (2010). Hydrodynamic characteristics and sustainable use of karst aquifer of high environmental value in the Cabrejas range (Soria, Spain). *Environmental Earth Sciences*, 1: 20–30. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00164.x>
- Perrin, J. & Luetscher, M. (2008). Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information: example of the Swiss Jura. *Hydrogeological Journal*, 16 (5): 951–967. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-008-0281-6>
- Portier, L.; Ricour, J. & Tardieu, B. (2005). Port-Miou and Bestouan freshwater submarine spring (Cassis-France) investigations and works (1964–1978). En: Tevanovic, Z. & Milanovic, P. (Eds.). *Water Resources and Environmental Problems in Karst: Cvijic Karst 2005*. Belgrade: FMG, 267–274.
- Pulido, A. (2014). Principios de hidrogeología kárstica. Editorial Universidad de Almería, 409 pp.
- Ravbar, N. & Goldscheider, N. (2007). Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia. *Acta Carsologica*, 36 (3): 397–411. <http://dx.doi.org/10.3986/ac.v36i3.174>
- Rodríguez-López, J.P.; Meléndez, N.; de Boer, P.L. & Soria, A.R. (2010). The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system, Spain. *Sedimentology*, 57 (5): 1315–1356. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01147.x>
- Sáenz, C. (1935). La Fuente de La Toba y la Hidrología local. Proyecto de Conducción de Aguas Potables de La Toba a Soria. 59 páginas. Mapas y anejos. Ayuntamiento de Soria.
- Sáenz, C. (1955). Pico Frentes (Partes I a V). *Celtiberia*, año IV y V, 8 y 9, 229–254 y 245–274.
- Sanz, E. (1996a). Le karst du canyon du Lobos et son fonctionnement hydrogéologique. *Karstologia*, 28: 49–56.
- Sanz, E. (1996b). Les systemes karstiques des Sierras de Urbion et de Neila, Burgos, Espagne. *Hydrological Sciences Journal*, 41 (3): 385–398. <http://dx.doi.org/10.1080/02626669609491510>
- Sanz, E. & Lopez, J.J. (2000). Infiltration Measured by the Drip of stalactites. *Ground Water*, 38 (2): 247–253. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00336.x>
- Segovia, R.; Sanz, E. & Menéndez-Pidal, I. (2011). Contribution of Tracers for Understanding the Hydrodynamics of Karstic Aquifers Crossed by Allo-genic Rivers, Spain. En: Elando, L. (Ed.). *Hydraulic Conductivity*. InTech, 246–266. <http://dx.doi.org/10.5772/22093>
- White, W.B. (2002). Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 6 (2–3): 85–105. [http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00116-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00116-8)
- White, W.B. (2003). Conceptual models for karstic aquifers. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1 (1): 11–16.

- Worthington, S.R.H. (1999). A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. En: Palmer, A.N.; Palmer, M.V. & Sasowsky, I.D. (Eds.). Karst modeling. Charles Town: Karst Waters Institute, 30–37.
- Zwahlen, F. (Eds.) (2004). Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COST action 620). European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels.